

Das vulkanische Gestein von Weitendorf, Steiermark

von Haymo HERITSCH

Zusammenfassung

Durch Elektronenstrahl-Mikroanalyse wird die chemische Zusammensetzung der Mineralien des vulkanischen Gesteines von Weitendorf erfaßt. Danach handelt es sich um die Hauptbestandteile: normalzonarer Plagioklas mit Kern etwa An70 und Rand etwa An55, Sanidin mit etwa Ab44, diopsidischer Augit, Mg-reicher Orthopyroxen und Ferriilmenit. In dieser Hauptmasse eingelagert ist Forsterit-reicher Olivin mit darin fein verteiltem Chromit; dieser Anteil kann als, mit dem Magma mitgeführte, Bruchstücke eines Dunites aus großer Tiefe aufgefaßt werden. Eine schon früher angenommene Assimilation von kaliumreichem Material verändert den Gesamtchemismus des Gesteines in diese Richtung. Zuletzt führt eine hydrothermale Phase zur Bildung von Saponit und weiterhin zu den schönen Mineralien in den Hohlräumen. Die Benennung des Gesteines wird diskutiert.

Summary

The chemical composition of the mineral components of the volcanic rock in Weitendorf was determined by electron microprobe analyses. The main components are: normally zoned plagioclase with core at about An70 and rim about An55, sanidine with about An44, diopsidic augite, Mg-rich orthopyroxene and ferriilmenite. Included in this main mass is forsterite-rich olivine with finely distributed chromite which can be interpreted as fragments of dunite transported with magma from a great depth. A previously assumed assimilation of potassium-rich material alters the total chemistry in this sense. A final hydrothermal phase leads to formation of saponite and then to the excellent minerals in the cavities. A name for this rock is being discussed.

Rückblick

MACHATSCHKI (1927) bringt unter Verwendung älterer Literatur und mit den ihm damals zur Verfügung stehenden Untersuchungsmethoden, nämlich Lichtmikroskop und naßchemische Analyse, eine Beschreibung der das Gestein aufbauenden Mineralien und eine Diskussion der Gesteinschemie. Er benennt danach den Weitendorfer Vulkanit als Basalt mit Tendenz zum Monzonit. Dem Zug der damaligen Zeit, eine immer detailliertere Nomenklatur der Magmatite anzuwenden, entsprechend, wird das Weitendorfer Gestein als Shoshonit bezeichnet. Über Vorschläge einzelner Autoren hiezu vgl. HERITSCH (1963).

Durch Anwendung von Diffraktometeraufnahmen des Gesamtgesteines konnte HERITSCH (1967) die Existenz eines natriumhaltigen Sanidines mit etwa Ab40 nachweisen, dessen Auftreten schon MACHATSCHKI (1927) vermutet hatte.

Für die vorliegende Arbeit ermöglichten Elektronenstrahl-Mikroanalysen eine Erweiterung der Kenntnisse über die das Weitendorfer Gestein aufbauenden Mineralien.

Das Gestein

Das Gestein zeigt deutlich zwei Anteile. Die Hauptmenge besteht vorwiegend aus Plagioklasleisten und Kaliumnatriumfeldspat mit kleineren Mengen von Pyroxenen, Titan-Eisenerzen und Saponit in einer ausgesprochenen Fluidaltextur. Darin gibt es klar abgegrenzte kleine Bereiche (bis in die Größenordnung von 1–2 Millimetern) aus Olivin, Chromit und selten chromhaltigen Klinopyroxen; der Olivin ist weitgehend bis völlig in Saponit umgewandelt, vgl. Abb. 1.

Die Mineralien der fluidal texturierten Hauptmenge

Plagioklas ist leistenförmig und auf Grund seiner kleinen Korngröße (etwa $0,01 \times 0,1$ bis $0,05 \times 0,35$ mm) optisch nicht bestimmbar. Bei größeren verzwillingten Körnern kann ein Gehalt von mindestens An60 mit Mühe bestimmt werden. Außerdem ist eine normale Zonarität vorhanden. Die Elektronenstrahl-Mikroanalyse ergab Werte von An71 für den Kern und An55 für den Rand; außerdem ist ein geringer Kaliumgehalt an einigen Beispielen festzustellen, Tabelle 1.

Zur Frage Tief- oder Hochplagioklas könnten die Tabellen von BAMBAUER et al. (1967) herangezogen werden. Bei einer Plagioklaszusammensetzung von An60 und höher kommt man in den schmalen Bereich zwischen Tief- und Hochplagioklas, so daß eine Entscheidung nicht möglich ist.

Sanidin hat in den jetzt vorliegenden Elektronenstrahl-Mikroanalysen im Durchschnitt Gehalte von Ab44, Tabelle 1. Als Umhüllung von Plagioklas tritt er in der vorliegenden Probe nicht auf. Viel mehr ist häufig zu beobachten, daß Sanidin und Plagioklas gleichzeitig in einem ineinander verzahnten Gefüge kristallisieren, Abb. 2a bis Abb. 2d. Es gibt allerdings auch einige Stellen, an denen Plagioklas teilweise idiomorph gegen einen größeren Bereich schwach lichtbrechenden Sanidins ausgebildet ist, Abb. 3.

Erst durch diese Kenntnis ist es dann möglich, auch im Dünnschliff Sanidin zu erkennen. Eine Lichtbrechungsbestimmung ist an solchen Sanidinkörnern zwar möglich, aber ein Bezug zur optischen Orientierung ist wegen der Kleinheit der Sanidinkörner nicht herzustellen. Als Durchschnitt ist zu bestimmen $n = 1,523$ (1). Der Sanidin ist durch feinste Apatitnadeln durchspießt und dieser daher doch keine Erstausscheidung, Abb. 3.

Die Feldspäte sind mit etwa 73% Hauptgemengteile des Gesteines. Daher ist es sinnvoll für die Kristallisationsfolge das Diagramm Ab-Or-An nach TUTTLE & BOWEN (1958) bzw. auch DEER et al. (1963) heran zu ziehen; vgl. Abb. 4. Die gestrichelte Linie bedeutet dabei die Zusammensetzung der Feldspäte, wie sie im allgemeinen für diese Kristallisation angenommen wird. Diese Linie ist nur zum Vergleich eingetragen. Die Zusammensetzung der Feldspäte des Weitendorfer Gesteines ist mit kleinen Ringen angedeutet und mit P (Plagioklas) bzw. S (Sanidin) bezeichnet. Der Or-Gehalt ist somit kleiner, als die gestrichelte Linie verlangt. Dasselbe gilt für den An-Gehalt des Sanidins. Der Projektionspunkt für die Gesamtheit der Feldspäte des Weitendorfer Gesteines ist durch einen größeren, mit W bezeichneten Ring dargestellt.

Die Kristallisation beginnt mit einem basischen Plagioklas. Gleichgewicht stellt sich nicht ein, da der Plagioklas zonar ist. Die Schmelze verläuft in einer leicht gekrümmten Kurve zur Grenzlinie zwischen Plagioklas und Sanidin und läuft entlang dieser Kurve unter Abscheidung von Kalium-hältigem Plagioklas und Natrium-hältigem Sanidin nach fallenden Temperaturen bis die Schmelze verbraucht ist. Deshalb gibt es vorwiegend ein verzahntes Gefüge von Sanidin- und Plagioklas-Kristallen.

Im Weitendorfer Gestein ist zumindest in der vorliegenden Probe, der mögliche Zustand, daß die Grenzlinie Plagioklas-Sanidin verlassen und nur mehr Sanidin ausgeschieden wird,

seltener, aber auch zu beobachten, wie etwa in Abb. 3, vgl. hierzu etwa die Diskussion bei DEER et al. (1963,72–74).

Tabelle1:

Silikatische Minerale des basaltischen Gesteines von Weitendorf. Elektronenstrahl-Mikroanalysen von zonarem Plagioklas, repräsentiert durch Extremwerte des Kernes und des Randes von Plagioklasleisten, und von Sanidin, berechnet auf Basis von 8 Sauerstoff.

	Plagioklas		Sanidin
	Kern	Rand	
SiO ₂	50,71	55,15	65,93
Al ₂ O ₃	30,57	27,72	18,68
FeO	0,76	0,96	0,50
CaO	14,64	11,00	1,20
Na ₂ O	3,04	4,69	5,07
K ₂ O	0,28	0,49	8,61
Si	2,32	2,49	2,98
Al	1,65	1,47	1,00
Fe	0,03	0,03	0,02
Σ	4,00	3,99	4,00
Ca	0,72	0,53	0,06
Na	0,27	0,41	0,44
K	0,02	0,03	0,50
Σ	1,01	0,97	1,00
An	71	55	6
Ab	27	42	44
Or	2	3	50

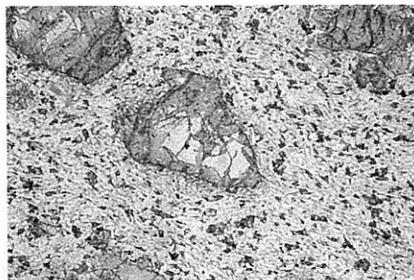


Abb. 1

Abb. 1: Feinkörniger Plagioklas und Sanidin bilden eine fluidale Textur, in der auch feinkörniger Klinopyroxen (diopsidischer Augit) und Ilmenit eingelagert sind. Größere Bereiche bestehen aus hellem Olivin, der teilweise oder ganz von den Rändern her in Saponit umgewandelt ist. Im Olivin und Saponit ist Chromit in sehr kleinen Korngrößen erkennbar. Gewöhnliches Licht. Untere Kante des Bildes etwa 2,5 mm.

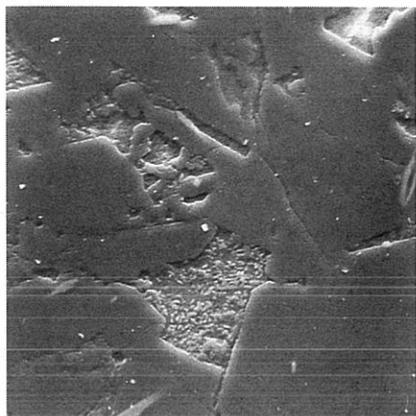


Abb. 2a

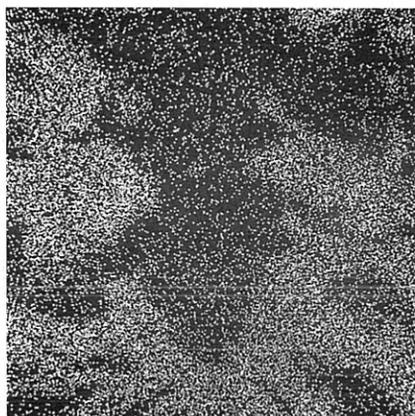


Abb. 2b



Abb. 2c

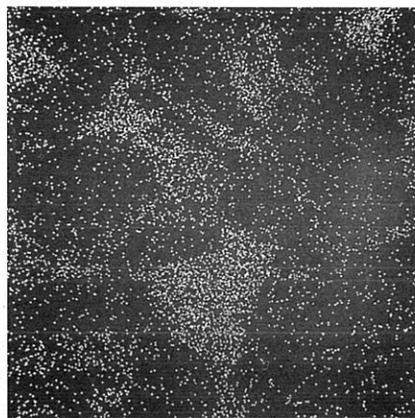


Abb. 2d

Abb. 2a: Elektronenmikroskopische Abbildung von ineinander verzahnten, etwa gleichzeitig kristallisierten Plagioklas- und Sanidin-Individuen. In ihren Zwickeln erscheint Saponit, der wahrscheinlich aus zuletzt ausgeschiedenem Glas hydrothermal entstanden ist. Unterer Rand der Abb. 2a bis Abb. 2d ist 0,1 mm.

Abb. 2b: Kaliumverteilung zu Abb. 2a: Sanidin

Abb. 2c: Calciumverteilung zu Abb. 2a: Plagioklas

Abb. 2d: Magnesiumverteilung zu Abb. 2a: Saponit



Abb. 3

Abb. 3: Leistenförmige Plagioklaskristalle (P1) entwickeln gegen den im Bild helleren Sanidin (Sa) eine eigene Kristallgestalt. Daher ist dieser Sanidin deutlich später gebildet, als die Enden der Plagioklaskristalle. Feinste Nadeln im Sanidin sind Apatit. Untere Kante des Bildes etwa 0,9 mm.

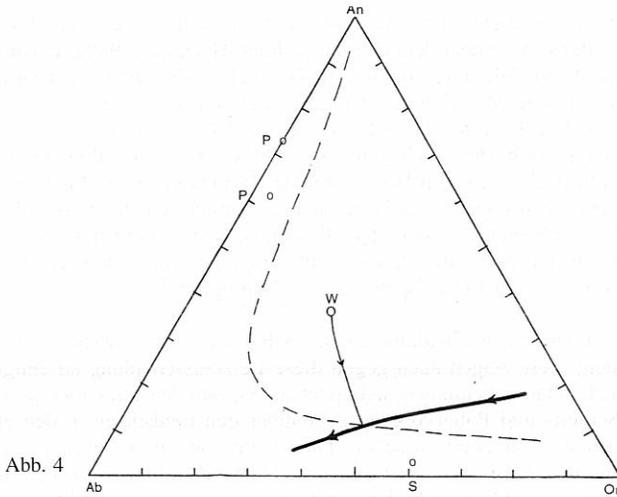


Abb. 4: Das System Ab-Or-An nach TUTTLE und BOWEN (1958) bzw. DEER et al. (1963). Es bedeuten: P – Plagioklas, S – Sanidin, W – Feldspäte des Gesteines von Weitendorf. Die Kristallisationsfolge ist durch Pfeile angedeutet, siehe Text.

Pyroxen. Gegenüber allen früheren Untersuchungen brachte die Elektronenstrahl-Mikroanalyse die Überraschung, daß auch Orthopyroxen in immerhin einigen Prozenten auftritt. Erklärt wird das dadurch, daß der diopsidische Augit auch in Korngrößen bis 0,25×0,25 mm, eigentlich schon als Einsprengling auftritt und somit optisch identifizierbar ist, wenn er auch häufiger in kleinen Korngrößen (etwa 0,03×0,03 mm) in der Fluidaltexur erscheint und nicht mehr optisch bestimmbar ist. Der Orthopyroxen ist immer in den ganz kleinen Korngrößen ausgebildet und wurde deshalb nicht erkannt.

Diopsidischer Augit ist Hauptbestandteil und in kleinen und größeren Korngrößen chemisch ident. Die chemische Analyse in Tabelle 2 weist nur einen sehr geringen Aluminium-, Natrium- und Titangehalt aus, so daß dieser Klinopyroxen im bekannten Trapez Mg-Fe-CaMg-CaFe dargestellt werden kann und als common quadrilateral pyroxene im Augitfeld bezeichnet werden kann, vgl. z. B. HUEBNER (1980). Im Lichtmikroskop erscheinen die größeren Körner leicht gelblich ohne erkennbaren Pleochroismus mit dem Austritt einer optischen Achse nahe der kristallographischen Z-Achse. Verzwilligungen nach (100) sind häufig.

Orthopyroxen hat in allen 8 Analysen einen sehr geringen Kalziumgehalt unter dem Grenzwert $W_o < 5\%$ und fällt damit in das Feld für opx in Fig. 1 und Fig. 4 bei HUEBNER (1980). Es kommen auch Verwachsungen von Augit und Orthopyroxen vor, jedoch konnte nirgends aus diesen Verwachsungen ein Schluß auf die zeitliche Abfolge der Bildung der beiden Pyroxene gezogen werden.

Die Eintragung von diopsidischem Augit und Orthopyroxen in das Trapez Mg-Fe-CaMg-CaFe ist in Abb. 5 dargestellt. Die Verbindungslinie Augit – Orthopyroxen entspricht durchaus der Verbindungslinie für dieses Mineralpaar bei Ausscheidung aus Schmelzen, HUEBNER (1980). Diese Mischungslücke war durchaus zu erwarten, da für das vorliegende Pyroxenpaar der Wert $Fe/(Fe+Mg)$ weit unter dem Wert 45% liegt.

Pigeonit zeigt in der chemischen Analyse einen so hohen Wert für $Wo = 100Ca/(Ca+Mg+Fe) = 9,5$, der so weit über dem Grenzwert liegt, HUEBNER (1980), daß ein Orthopyroxen nicht vorliegen kann. Allerdings müßte man dann in Fig.4 bei HUEBNER (1980) die Kurve für *Pigeonit* etwas weiter zu Mg-reicheren Zusammensetzungen ziehen.

Nimmt man zum Vergleich die Fig.5 bei HUEBNER (1980), die sich auf koexistierende Pyroxene aus der Schmelze bezieht, so liegen *Augit*, Orthopyroxen und *Pigeonit* auch für das Weitendorfer Gestein in der richtigen Höhe, aber der Projektionspunkt für *Pigeonit* müßte eigentlich etwas weiter rechts gegen eine Fe-reichere Zusammensetzung verschoben werden. Abschließend muß noch bemerkt werden, daß alle obigen Betrachtungen nur aus den chemischen Analysen gemacht worden sind, da eine röntgenographische Untersuchung auf Grund der kleinen Korngrößen in einem Feldspatgefüge nicht möglich ist.

Zweifellos ist die letzte Ausscheidung aus der Schmelze in den Zwickeln zwischen den Feldspäten zu finden; diese zeigen auch gegen diese Letztausscheidung an einigen Stellen Kristallflächen. Die Letztausscheidung besteht jetzt aus *Saponit*. Wegen seiner geringen Härte ist er durch den Schleif- und Poliervorgang gegenüber den Feldspäten in den elektronenmikroskopischen Bildern eingetieft zu sehen. Die chemische Zusammensetzung weist die Tabelle 2 aus. Bemerkenswerter Weise ist diese chemische Zusammensetzung nur geringen Schwankungen unterlegen und ist auch gleich mit dem *Saponit*, der den Olivin umsetzt. Bei dem schlechten Kristallisationsgrad des *Saponites* war eine röntgenographische Bestätigung nicht möglich. Im Dünnschliff ist der *Saponit* auf Grund seines Eisengehaltes deutlich grün gefärbt.

Für die Entstehung des *Saponites* gibt es einmal die Erklärungsmöglichkeit, daß es sich ursprünglich um Glas gehandelt hat, das wegen seiner leichten Reaktionsfähigkeit eben als Glas in einer späteren hydrothermalen Phase zu *Saponit* umgewandelt worden ist, sozusagen als Analogon zur Umwandlung des Olivines in *Saponit*. Nicht ausgeschlossen ist aber auch eine Entstehung direkt als *Saponit* bei noch hochhydrothermalen Bedingungen. Die bei HERITSCH (1928) angegebenen Glasmengen von etwa 20% für die am wenigsten sekundär veränderten Gesteine von Weitendorf sind im Hinblick auf den modalen Mineralbestand (siehe unten) offenbar nicht richtig. Es ist von mir damals als Glas oder Glasabkömmling nicht nur *Saponit* gezählt worden, sondern auch, zumindest teilweise schwach lichtbrechender Sanidin.

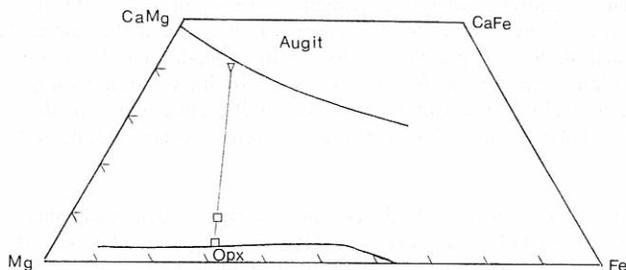


Abb. 5

Abb. 5: Das Trapez Mg-Fe-CaMg-CaFe nach HUEBNER (1980: 220) für koexistierende Pyroxene als Ausscheidung aus der Schmelze. Es bedeuten: Dreieck – Projektionspunkt für diopsidischen *Augit*, höher stehendes Quadrat – Projektionspunkt für *Pigeonit*, tiefer stehendes Quadrat – Orthopyroxen aus dem basaltischen Gestein von Weitendorf. Im Vergleich mit anderen Beispielen bei HUEBNER (1980) sollte der Projektionspunkt für *Pigeonit* etwas weiter rechts liegen.

Tabelle 2:

Silikatische Mineralien des basaltischen Gesteines von Weitendorf. Elektronenstrahl-Mikroanalysen von diopsidischem Augit (cpx), Mittel aus 6 Analysen berechnet auf Basis 6 Sauerstoff; Orthopyroxen (opx), Mittel aus 8 Analysen, berechnet auf Basis 6 Sauerstoff; Pigeonit (pig), berechnet auf Basis 6 Sauerstoff und Saponit (sap), Mittel aus 4 Analysen, berechnet auf Basis 10 Sauerstoff und 2 (OH).

	cpx	opx	pig
SiO ₂	52,23	53,74	54,42
Al ₂ O ₃	2,08	0,06	0,12
TiO ₂	0,90	0,43	0,53
FeO	8,44	19,08	17,68
MgO	16,39	24,11	22,81
MnO	0,33	0,56	0,64
CaO	19,55	2,02	4,80
Na ₂ O	0,05	0,00	0,00
K ₂ O	0,02	0,00	0,00
Si	1,93	1,98	1,98
Al	0,07	0,00	0,01
Σ	2,00	1,98	1,99
Al	0,02	0,00	0,00
Ti	0,03	0,01	0,01
Fe ²⁺	0,26	0,59	0,54
Mg	0,90	1,32	1,26
Mn	0,01	0,02	0,02
Ca	0,77	0,08	0,19
Σ	1,99	2,02	2,02
Wo	40	4	9,5
En	47	66	63

	sap
SiO ₂	54,72
Al ₂ O ₃	5,27
TiO ₂	0,07
FeO	15,44
MgO	23,58
MnO	0,07
CaO	0,73
Na ₂ O	0,00
K ₂ O	0,12
Si	3,59
Al	0,41
Σ	4,00
Al	0,00
Ti	0,00
Fe ²⁺	0,85
Mg	2,15
Mn	0,00
Ca	0,00
Σ	3,00
Mg	0,15
Ca	0,05
K	0,01
Σ	0,21

Ferriilmenit, das häufigste unter den Erzen, ist in Leisten oder Platten mit etwa 0,01×0,09 mm, aber auch in Körnern bis etwa 0,05×0,05 mm ausgebildet. Es gibt Stellen, an denen sichtbar wird, daß die Kristallisation von Ferriilmenit durch schon vorhandenen Orthopyroxen behindert wird, so daß das Erz nicht nur Erstkristallisation ist, vgl. Abb. 6. Nach der chemischen Zusammensetzung, Tabelle 3, hat Ilmenit etwa 15 Molprozent Fe₂O₃ beigemischt, weshalb der Name Ferriilmenit gewählt wurde. Die Darstellung von HAGGERTY (1976) weist aus, daß bei magmatischen Temperaturen überhaupt eine lückenlose Mischkristallreihe zwischen Ilmenit und Hämatit besteht. Obwohl nach entsprechenden Entmischungsercheinungen gesucht wurde, HAGGERTY (1976), konnten mit der Elektronenstrahl-Mikroanalyse keine solchen entdeckt werden, was bei der raschen Abkühlung eines so kleinen Magmenkörpers verständlich wäre.

Titanohämatit. Nur an drei Stellen konnte auch ein Fe-reiches und dafür Ti-armes Erz gefunden werden, Tabelle 3. An einer Stelle wächst auch ein solches Korn um ein Ferriilmenitkorn längs scharfer Kanten herum und ist also deutlich später gebildet.

Unter Berücksichtigung der Darstellungen bei HAGGERTY (1976) und LINDSLEY (1991) scheint es sinngemäß das Ti-reiche Erz als Ferriilmenit zu berechnen. Für das Ti-arme und Fe-reiche Erz bietet sich ein Hämatit mit eingebautem Ilmenit, also Titanohämatit, von selbst an, Tabelle 3. Dabei tritt auch die Mischungslücke zwischen Ilmenit und Hämatit bei tieferen Temperaturen in Erscheinung.

Es ist aber auch rein rechnerisch durchaus gegeben, die Ti-arme Phase auf eine Spinellstruktur, d. h. auf ein Mischglied zwischen Ulvit und Magnetit zu berechnen, auch entsprechend den Verbindungslinien in den Fig. 14 bei HAGGERTY (1976, HG-63 ff). Dies ist möglich, weil die Elektronenstrahl-Mikroanalyse die Wertigkeitsstufe von Eisen nicht angibt.

Abgesehen von der großen Zahl (10+3) der dokumentierten Analysen von Ti-Fe-Erzen wurden auch viele nur qualitative Proben auf Erzminerale gemacht: im Bereich der fluidal texturierten Hauptmenge des Gesteines von Weitendorf handelt es sich immer um Ti-Fe-Erze; Chromit konnte hier nie nachgewiesen werden.

Einen charakteristischen Ausschnitt aus dem Gefüge der fluidal texturierten Hauptmenge bringt die Abb. 6. Zonarer Plagioklas und Sanidin bilden ein verzahntes Gefüge großer Kristalle; dadurch wird die gleichzeitige Kristallisation der beiden Feldspäte ausgedrückt. Im Sanidin stecken feine Nadeln von Apatit, etwa $0,002 \times 0,03$ mm. An einer Stelle ist ein langgestrecktes Sechseck als schiefer Schnitt eines Apatitstengels erkennbar. Elektronenstrahl-Mikroanalysen von solchen Apatitstengeln sind wegen ihrer Kleinheit immer von der Umgebung gestört, jedoch läßt sich ein Verhältnis von Ca : P = 4,9 : 3,1 bestimmen, das sehr nahe bei dem theoretischen Verhältnis 5 : 3 liegt.

Es ist in Abb. 6 ferner sowohl diopsidischer Augit wie auch Orthopyroxen in nur angedeuteten kristallographischen Begrenzungen zu sehen. Ferriilmenit ist deutlich jünger als der Orthopyroxen. Die Letztausscheidung, jetzt als Saponit vorliegend und wahrscheinlich hydrothermal umgewandeltes Glas, wird an mehreren Stellen von Feldspäten mit Kristallgestalt abgegrenzt.

Die Mineralien der ultrabasischen Bereiche (nodules)

Die ultrabasischen Bereiche, ab einer Größe von $0,25 \times 0,75$ mm, meist $0,75 \times 1,00$ mm, selten bis $2 \times 2,5$ mm, sind im Lichtmikroskop im gewöhnlichen Licht leicht durch den grünen Saponit zu erkennen, der als Umwandlungsprodukt des Olivines aufscheint, vgl. hierzu Abb. 1 und Tabelle 2. Ursprünglich bestanden die ultrabasischen Bereiche vorwiegend aus *Olivin*; häufig ist die rhombische Kristallgestalt des u. d. M. farblosen Olivins zu erkennen. Laut Tabelle 4 ist der Olivin leicht zonar mit 85% Fo im Kern und 80% Fo im Rand. Im allgemeinen sind an vielen Fundpunkten die Olivine aus dunitischen nodules in diesem Sinn zonar aber meist mit Fo90 – Fo91, es können aber auch so niedrige Zusammensetzungen wie hier gefunden werden, vgl. die Diskussion bei DEER et al. (1982). Auf Grund des geringen hier vorgelegten Materials wird auf eine paragenetische Deutung nicht eingegangen.

Der Olivin wird sekundär hydrothermal von außen her, aber auch längs Sprüngen oft weitgehend oder auch ganz in eisenhaltigen Saponit umgewandelt. Die chemische Zusammensetzung dieses Saponites (Tabelle 2) ist ident mit dem Umwandlungsprodukt des wahrscheinlich ursprünglichen Glases, siehe oben. Leider war es auch hier nicht möglich, durch Röntgendaten diesen Saponit zu bestätigen.

HÖLLER (1962) hat aber ein Tonmineral, das die Hohlräume im basaltischen Gestein von Weitendorf überzieht, durch Röntgenpulveraufnahmen und DTA-Aufnahmen als Saponit bestimmt. Dadurch ist ein weiterer Hinweis auf Saponit gegeben.

Chromführender Diopsid, leicht zonar, konnte als Seltenheit in den ultrabasischen Bereichen nachgewiesen werden. Die chemische Analyse und Formelberechnung in Tabelle 4 ist durchaus vergleichbar mit Chromdiopsid bei DEER et al. (1978).

Chromit erscheint im Olivin in kleinen Körnern von etwa $0,005 \times 0,005$ mm bis $0,02 \times 0,02$ mm, aber nur gelegentlich ist eine Andeutung von Kristallflächen gegeben, vgl. Abb. 1 und Abb. 7. Die chemische Zusammensetzung ist der Tabelle 3 zu entnehmen. Zur Berechnung einer kristall-chemischen Formel müssen wegen der Wertigkeitsstufen des Eisens sinngemäße Annahmen für die Endglieder angenommen werden. Wendet man die Definition von LOFERSKI & LIPIN (1983) an, so ist hier $x(\text{Cr}) = 0,49$, also wesentlich über dem Grenzwert 0,15, woraus das vorliegende Mineral als Chromit zu bezeichnen ist. Ähnliche Analysen findet man bei HAGGERTY (1976). Selten ist auf dem Bildschirm eine leichte Zonarität der Chromitkörner zu erkennen mit einem helleren Kern und einem dunkleren Rand. Die Elektronenstrahl-Mikroanalysen zeigen aber hiezu keine deutliche Tendenz in der Variation der Werte der einzelnen Komponenten.

Entmischungerscheinungen im Chromit konnten erwartungsgemäß nicht gefunden werden, LOFERSKI & LIPIN (1983); außerdem liegt der Projektionspunkt des vorliegenden Chromites in dem von LOFERSKI & LIPIN (1983) benutzten Cr-Al-Fe³⁺ auf der Grenzlinie der Mischungslücke.

Chromit im Gestein von Weitendorf wird nur in den ultrabasischen Bereichen und deren Umwandlungsprodukt (Saponit) gefunden und nicht in der von Feldspäten beherrschten und fluidal texturierten Hauptmenge. Das Umgekehrte gilt für Ilmenit.

Bemerkenswerterweise schreibt MACHATSCHKI (1927: 368) wörtlich: „In einem Schriff beobachtete ich mit einem Kristall der sehr seltenen braunen Hornblende verwachsen ein Pyroxensplitterchen, das rot-blaugrün pleochroitisch war. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um Hypersthen. Sonst konnte dieser nirgends beobachtet werden“.

Tabelle 3:

Erzminerale des basaltischen Gesteines von Weitendorf. Elektronenstrahl-Mikroanalysen von Ferri-Ilmenit (il), Mittel aus 10 Analysen, berechnet auf Basis von 3 Sauerstoff; Titanohämatit (hae), Mittel aus 3 Analysen, berechnet auf Basis 3 Sauerstoff und Chromit (chr), Mittel aus 6 Analysen, berechnet auf Basis 4 Sauerstoff.

	il	hae
TiO ₂	45,78	9,45
Al ₂ O ₃	0,00	2,10
Cr ₂ O ₃	0,00	0,21
MgO	2,22	2,20
MnO	0,18	0,13
FeO	51,73	85,91
Ti	0,85	0,167
Mg	0,08	0,077
Mn	0,00	0,003
Fe ²⁺	0,77	0,08
Σ	1,70	0,335
Fe ³⁺	0,30	1,603
Al	0,00	0,058
Cr	0,00	0,004
Σ	0,30	1,665

	chr
TiO ₂	1,10
Al ₂ O ₃	16,31
Cr ₂ O ₃	36,96
V ₂ O ₃	0,27
Fe ₂ O ₃	14,97
FeO	20,52
MgO	9,52
MnO	0,24
CaO	0,11
Ti	0,03
Al	0,62
Cr	0,95
V	0,01
Fe ³⁺	0,37
Σ	1,98
Fe ²⁺	0,56
Mg	0,46
Mn	0,01
Ca	0,00
Σ	1,03

Zusammenfassend: Die ultrabasischen Bereiche (nodules) sind Bruchstücke eines Dunites mit Chromit in feinsten Verteilung im Olivin. Gelegentlich kann noch Chromdiopsid und nach der Darstellung bei MACHATSCHKI (1927) Hornblende mit Hypersthen hinzutreten. Das läßt auf die Möglichkeit eines Anteiles von Lherzololith schließen.

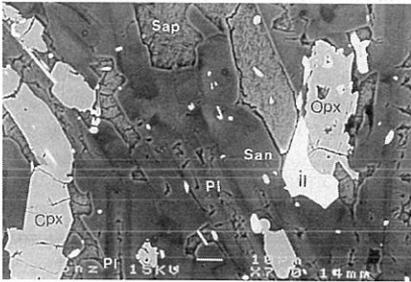


Abb. 6

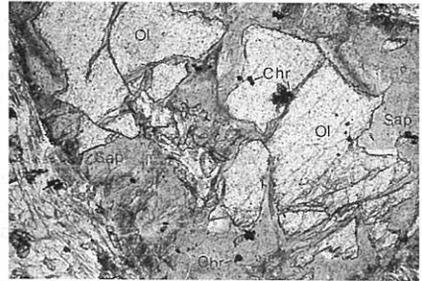


Abb. 7

Abb. 6: Ausschnitt aus der fluidal texturierten Hauptmenge des Gesteines von Weitendorf. Es bedeuten: Pl – zonerer Plagioklas, San – Sanidin, Cpx – diopsidischer Augit, Opx – Orthopyroxen und Sap – Saponit, wahrscheinlich aus Glas hydrothermal entstanden, Il – Ferroilmenit. Unterer Rand des Bildes etwa 0,17 mm.

Abb. 7: Vergrößertes Olivin-Korn aus Abb. 1. Es bedeuten: Ol – Olivin, Sap – Saponit und Chr – Chromit. Chromit ist in sehr kleinen Körnern im Olivin eingelagert; wenn der Olivin hydrothermal in Saponit umgewandelt wird, bleibt der Chromit im Saponit erhalten. Unterer Rand des Bildes etwa 0,85 mm.

Das Gestein, Fragen der Benennung

Aus der chemischen Zusammensetzung der Mineralien des Gesteines von Weitendorf und aus dem Mittel der besten chemischen Gesteinsanalysen bei MACHATSCHKI (1927) läßt sich ein modaler Mineralbestand des Vulkanites von Weitendorf berechnen:

Modaler Mineralbestand des Gesteines von Weitendorf

Plagioklas, normal zonar An71 bis An55	38%
Sanidin, Or50, Ab44, An06	35%
Diopsidischer Augit	10%
Orthopyroxen, Pigeonit	2%
Saponit	9%
Ferroilmenit	2%
Karbonat	1%
Eisenhydroxyd	2%
Olivin, Chromit, Apatit	1%

Es besteht nicht die Absicht hier auf die Tendenzen der Nomenklatur der vergangenen Jahrzehnte einzugehen, vielmehr soll die Diskussion nach den heute üblichen Hilfsmitteln durchgeführt werden. Es wird auf das Q-A-P-F Doppeldreieck verwiesen, wie es nach STRECKEISEN von der IUGS-Kommission empfohlen wird und wie es z. B. von HYNDMAN (1985) dargestellt ist. Da im vorliegenden Fall Q nahe null ist, bleibt ein Verhältnis von Plagioklas zu Alkalifeldspat P : A = 52 : 48. Damit kommt man in das Feld von Latit, nach einer anderen Version in das weiter von A ausgebreitete Feld Trachybasalt. Schaut man bei TRÖGER (1969)

Tabelle 4:

Silikatische Mineralien des basaltischen Gesteines von Weitendorf. Elektronenstrahl-Mikroanalysen von Chrom-hältigem Klinopyroxen (Diopsid) und von Olivin.

	Chrom-hältiger Klinopyroxen		Olivin	
	Kern	Rand	Kern	Rand
SiO ₂	51,87	52,19	39,49	38,38
Al ₂ O ₃	4,35	2,11	-	-
Cr ₂ O ₃	0,67	0,42	-	-
TiO ₂	0,66	0,89	-	-
FeO	5,66	8,05	14,84	19,32
MgO	17,91	16,54	45,32	41,96
MnO	0,23	0,26	0,35	0,32
CaO	18,65	19,54	-	-
Si	1,89	1,93	0,99	0,99
Al	0,11	0,07	-	-
Σ	2,00	2,00	0,99	0,99
Al	0,08	0,02	-	-
Cr	0,02	0,01	-	-
Ti	0,02	0,02	-	-
Fe ²⁺	0,17	0,25	0,31	0,41
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,70	0,69	1,70	1,61
Σ	1,00	1,00	2,02	2,03
Mg	0,27	0,22	mg 84	mg 79
Ca	0,73	0,77		
Σ	1,00	0,99		

bei Nr. 269 nach, so findet man, daß Shoshonit ein Synonym für Trachyandesit ist. Damit kommt man auf die Frage der Abgrenzung zwischen Latit (Andesit) und Latitbasalt. Nach HYNDMAN (1985) gilt folgendes für den Vulkanit von Weitendorf:

Da die hellen Gemengteile schon 73% ausmachen, liegen die dunklen Gemengteile höchstens bei 27%, somit unter 40%; das spricht für Latit.

Der SiO₂-Gehalt und schwankt zwischen 54,1% und 51,4%, also unentscheidbar ob unter 52% (Basalt) oder über 52% (Andesit). Allerdings ist der einfache optische Eindruck ein so dunkles Grau, daß man unwillkürlich den Namen „Basalt“ anzuwenden veranlaßt ist.

Der normal zonare modale Plagioklas liegt zwischen An71 und An55, also deutlich über An50, wie es für Basalt gilt. Der Plagioklas in der Norm ist ebenfalls An55 also größer als An50 wie es für Basalt zutrifft.

Damit ist also der Name Latit oder Latitbasalt anzuwenden. Man kann aber immer noch Shoshonit oder Trachyandesit nach TRÖGER (1969), vielleicht auch noch Trachybasalt sagen. Jede der hier genannten Benennung ist innerhalb der gewählten Nomenklatur richtig.

Genese des basaltischen Gesteines von Weitendorf

Wenn man in einem basaltischen Gestein Bereiche (nodules) von dunitischem bis lherzolithischen Mineralbestand antrifft, ist man heute veranlaßt, an vom Magma mitgeföbte Bruchstücke entsprechender Gesteine aus großer Tiefe zu denken. Die hierzu gehörige Literatur ist unüberschaubar groß, deshalb sei nur erwähnt: ROSS et al. (1954) oder entsprechende Kapitel in TURNER & VERHOOGEN (1960) bzw. HYNDMAN (1985). Im vorliegenden Fall handelt es sich im wesentlichen um dunitische nodules mit Chromit. Dabei tritt weder Olivin noch Chromit außerhalb der nodules auf. Der aus Plagioklas, Sanidin und Pyroxenen fluidal texturierte Hauptteil ist kaliumreich, also shoshonitisch. Nach HYNDMAN (1985) z. B. gibt es dafür im wesentlichen zwei Erklärungsmöglichkeiten.

- a) Das shoshonitische Magma ist durch Aufschmelzen direkt im Mantel oder Mantelnähe entstanden. Der Mantel ist ja keineswegs homogen, kann kaliumreiche Mineralien enthalten oder ist durch Subduktionszonen chemisch verändert.
- b) Ein alkalibasaltisches Magma reißt die dunitischen nodules mit sich und kommt in eine sekundäre Magmenkammer. Darin hat es Gelegenheit durch Assimilation von z. B. granitischem oder anderem sialischen Material sich in ein shoshonitisches Magma umzuwandeln. Dieses extrudiert dann mit den noch zumindest teilweise erhaltenen nodules. eine solche Assimilation ist von den Bearbeitern dieses Themas schon vor vielen Jahren allgemein angenommen worden.

Das Reaktionsschema (vgl. etwa OSBORN, 1979) ist in Abb. 8 dargestellt. In eckiger Klammer stehen die vom Magma mitgerissenen dunitischen nodules. Außerhalb der eckigen Klammer wird die Kristallisation des entweder nach a) oder b) erreichten shoshonitischen Magmas angegeben. Die Kristallisation der Feldspäte, der Pyroxene und des Erzes sind in der Reihe ihrer Ausscheidung durch Pfeile angegeben. Darauf folgt dann noch eine hydrothermale Phase, die den Olivin der nodules angreift und auch eventuelles Glas in Saponit umwandelt. Die hydrothermalen Spätphasen sind der Anlaß für die Bildung der bekannt schönen Mineralien in Drusen.

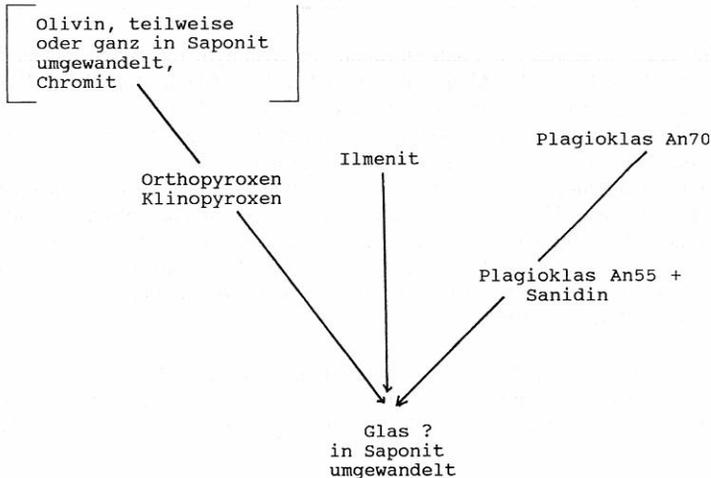


Abb. 8: Reaktionsschema für das Gestein von Weitendorf nach OSBORN (1979). In eckiger Klammer steht der Dunit (nodules), der aus großer Tiefe vom Magma mitgerissen wurde. Nach Assimilation von Kalium-reichem Material beginnt die Kristallisation nach den Pfeilen. Durch eine hydrothermale Phase entsteht der Saponit.

Dank

Mein Dank für die Herstellung von elektronenmikroskopischen Aufnahmen und für Elektronenstrahl-Mikroanalysen gilt Herrn Dr. P. GOLOB und Herrn P. BAHR vom Zentrum für Elektronenmikroskopie, Leiter Hofrat Dipl. Ing. Dr. W. GEYMAYER, außerdem noch Herrn Dr. K. ETTINGER vom Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie der Universität Graz, Vorstand o. Univ. Prof. Dr. G. HOINKES. Sonst standen mir die Einrichtungen des genannten Institutes in dankenswerter Weise zur Verfügung.

Literatur

- BAMBAUER, H. U. , CORLETT, M. , EBERHARD, E. & VISWANATHAN; K. (1967): Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods. – Schweizer Mineralog. Petrogr. Mitt., 47, 333–349.
- DEER, W. A. , HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1963): Rock-Forming Minerals, Framework Silicates, Vol. 4, Longmans.
- DEER, W. A. , HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1978): Rock-Forming Minerals, Single Chain Silicates, Vol. 2A, 2nd Edition, Longmans.
- DEER, W. A. , HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1982): Rock-Forming Minerals, Orthosilikates, Vol. 1A, 2nd Edition, Longmans.
- HAGGERTY, S. E. (1976): Oxidation of opaque Mineral Oxides in Basalts. – In Short Course Notes, Vol. 3, Oxide Minerals, Hg-1 bis Hg-100. Mineralogical Society of America.
- HAGGERTY, S. E. (1976): Opaque Mineral Oxides in Terrestrial Igneous Rocks. – In Short Course Notes, Vol. 3, Oxide Minerals, Hg-101 bis Hg-300. Mineralogical Society of America.
- HAGGERTY, S. E. (1991): Oxide Textures – A Mini-Atlas. – In Reviews in Mineralogy, Vol. 25, Oxide Minerals, 129–219.
- HERITSCH, H. (1928): Die Entstehung des Basaltes von Weitendorf bei Graz. – Centralbl. f. Mineralogie etc. Abt. A., 421–428.
- HERITSCH, H. (1963): Exkursion zum Basaltbruch von Weitendorf, Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Verein für Steiermark, 93, 199–205.
- HERITSCH, H. (1967): Eine chemische Analyse des Basaltes (Shoshonites) von Weitendorf, südlich von Graz. – Anzeiger math. -naturwiss. Klasse, Österreichische Akademie der Wissenschaften, 223–226.
- HÖLLER, H. (1962): Untersuchungen an den Hohlraumauskleidungen des Weitendorfer Basaltes. – Anzeiger math. -naturwiss. Klasse, Österreichische Akademie der Wissenschaften, 1962, 145–148.
- HUEBNER, S. J. (1980): Pyroxene Phase equilibria at low pressure. – In Reviews in Mineralogy, Vol. 7, Pyroxenes, 213–288.
- HYNDMAN, D. W. (1985): Petrology of igneous and metamorphic rocks. – 2nd. Edition, McGraw-Hill.
- LINDSLEY, D. H. (1991): Experimental Studies of Oxide Minerals. – In Reviews in Mineralogy, Vol. 25, Oxide Minerals, 69–106, Mineralogical Society of America.
- LOFERSKI, P. J. & LIPIN, B. R. (1983): Exsolution in metamorphosed Chromite from the Red Lodge district, Montana. – American Mineralogist, 68, 777–789.
- MACHATSCHKI, F. (1927): Über den Basalt von Weitendorf (Steiermark), seine exogenen Einschlüsse und Kluffüllungen. – Centralblatt für Mineralogie etc., Abteilung A, 1927, 367–374 und 413–422.
- OSBORN, E. F. (1979): The Reaction Principle. – In the Evolution of the igneous rocks, 133–169, Editor Yoder, H. S. Jr. Princeton, University Press.
- RINGWOOD, A. E. (1975): Composition and Petrology of the Earth's Mantle. – McGraw-Hill.
- ROSS, C. S. , FOSTER, M. D. & MYERS, A. T. (1954): Origin of Dunites and of Olivine-rich inclusions in Basaltic Rocks. – American Mineralogist, 39, 693–737.

- TRÖGER, W. E. (1969): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. – Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Bonn.
- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and Metamorphic Petrology, 2nd. Edition, McGraw-Hill.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. – Geological Society of America, Memoir 74.

Anschrift des Verfassers:

em. o. Univ.-Prof. Dr. Haymo HERITSCH

Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie

Karl-Franzens-Universität Graz

Universitätsplatz 2

A-8010 Graz

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum](#)

Jahr/Year: 1996

Band/Volume: [60-61](#)

Autor(en)/Author(s): Heritsch Haymo

Artikel/Article: [Das vulkanische Gestein von Weitendorf, Steiermark 89-102](#)